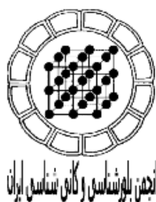
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و هفتم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۸، از صفحهٔ ۳۳۵ تا ۳۴۶



دو نوع تورمالین با خاستگاه آذرین و دگرگونی در سنگ‌های دگرگونی شمال گلپایگان، استان اصفهان

سید نوید سید مردانی، محسن موذن*، احمد جهانگیری

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

(دریافت مقاله: ۹۷/۱/۱۵، نسخه نهایی: ۹۷/۶/۲۱)

چکیده: مجموعه دگرگونی موته-گلپایگان دربردارنده انواع سنگ‌های رسی، نیمه رسی، آهکی، کوارتز-فلدسپاتی و بازی دگرگون است. سنگ‌های رسی دگرگون شامل کلریت شیست، بیوتیت شیست، گارنت شیست، استارولیت شیست، کیانیت شیست، سیلیمانیت شیست و آندالوزیت شیست هستند. سنگ‌های نیمه رسی کوارتز بیشتر و میکای کمتری دارند. افزون بر کانی‌های اصلی، در این سنگ-ها که شامل کوارتز، مسکوویت، بیوتیت، کلریت، گارنت، استارولیت، سیلیمانیت، کیانیت و آندالوزیت هستند گاهی تورمالین نیز به عنوان کانی فرعی حضور دارد. تورمالین از نظر سنگ‌شناسی در دو نوع رسی دگرگونه و نیمه رسی با کوارتز فراوان بررسی شد. هر دو نوع تورمالین دارای مقادیر بالای Na+K نسبت به Ca در جایگاه X بوده و از نوع تورمالین‌های قلیایی هستند. کلسیم پائین نشان-دهنده مقادیر جزئی عضو نهایی Ca یا یوویت و جانشینی جزئی $Ca(Fe,Mg)(Na,Al)_{-1}$ در تورمالین‌های مورد بررسی است. مقدار Al بیش از ۶ اتم در واحد فرمولی (۶٫۹۶۸-۶٫۵۱۹) تورمالین‌های مورد بررسی را از نوع تورمالین‌های آلومینیوم‌دار مشخص می‌سازد. تورمالین‌ها در نمونه نیمه رسی از نوع شورل، با خاستگاه آذرین و برآمده از تورمالین‌های تخریبی از سنگ‌های گرانیتوئیدی هستند، در حالیکه در نمونه رسی تورمالین‌ها دراویت هستند و خاستگاه دگرگونی دارند و به احتمال زیاد طی دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه گلپایگان تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *موته-گلپایگان؛ شیست؛ تورمالین؛ یوویت؛ شورل؛ دراویت و گرانیتوئید.*

مقدمه

تورمالین یکی از کانی‌های فرعی در بسیاری از انواع سنگ-هاست که در محیط‌های مختلف زمین‌شناختی یافت می‌شود [۲،۱]. ترکیب شیمیایی گسترده تورمالین بازتاب محیطی است که در آن متبلور شده است. تورمالین در انواع ترکیب سنگ-شناسی حضور دارد و در گستره دمایی و فشاری وسیعی پایدار است. این شرایط شامل ورقه‌های فرورانشی تا عمق ۲۵۰ کیلومتری است [۳-۵]. پایداری تورمالین توسط عواملی مانند فعالیت بور و آلومینیوم، دما، فعالیت H_2O و مقدار عناصری چون فسفر، منیزیم و آهن کنترل می‌شود. در این بین، عناصر بور و آلومینیوم بسیار مهم هستند [۳]. تنوع شیمیایی تورمالین موجب تشکیل یازده نوع مختلف از این کانی شده است که در این میان شورل، دراویت و اِلبایت مهمترین هستند [۶-۸].

برای تورمالین فرمول $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$ در نظر گرفته شده [۹] که جایگاه بلورشناسی X شامل تهیجای، K، Na و Ca است [۱۰]. جایگاه بلورشناسی Y دربردانده عناصر Li، Mg، Fe^{2+}، Mn، Al، Cr^{3+}، V^{3+} و Fe^{3+} است [۸]. این جایگاه بلورشناسی، کاتیون‌های تک‌ظرفیتی، دوظرفیتی، سه‌ظرفیتی و چهار ظرفیتی را می‌پذیرد. جایگاه بلورشناسی Z در اصل عناصر Mg و Al را در خود جای می‌دهد. Cr^{3+}، V^{3+}، Fe^{3+} و Ti^{4+} می‌توانند جایگزین Al در این جایگاه شوند. جایگاه بلورشناسی T توسط Si و Al پر می‌شود و V و W

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۴۱۳۳۳۹۲۷۳۲، نمابر: ۰۴۱۳۳۳۵۶۰۲۹، پست الکترونیکی: moazzen@tabrizu.ac.ir

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.335]

جایگاه‌هایی برای OH و F هستند. با جانشینی عناصر در جایگاه بلورشناسی Y انواع مختلف تورمالین تشکیل می‌شوند، برای مثال Fe^{2+} و Mg در این جایگاه به ترتیب شورل و دراویت را می‌سازد و جانشینی Li و Al موجب تشکیل اِلبایت می‌شود. جانشینی‌ها در تورمالین می‌توانند بصورت مبادلات کاتیون هم‌ظرفیتی در یک تک‌جایگاه (به عنوان مثال جانشینی Mg با Fe^{2+} در جایگاه Y) یا بصورت زوج‌جایگزینی‌های ناهم-ظرفیتی در چندین جایگاه رخ دهد (به عنوان مثال زوج جایگزینی یوویت (Ca-Mg با Na-Al) که شامل جایگاه‌های X و Z می‌شود).

به‌عقیده ون هاینسبرگ و همکاران [۱۱] تورمالین می‌تواند ترکیب خود را با محیط‌های مختلف وفق دهد و از اینرو گستره قابل توجهی از پایداری را برحسب فشار، دما، سنگ میزبان و ترکیب سیال از خود نشان می‌دهد. مقاومت در مقابل تغییرات شیمیایی و مکانیکی موجب شده است که این کانی بتواند در بسیاری از سنگ‌های رسوبی آواری همراه دیگر کانی‌های سنگین یافت شود. تورمالین کانی مناسبی برای کشف محیط-های دگرگونی-گرمابی است [۱۲]. از اینرو تورمالین اطلاعات قابل‌توجهی در تکامل سنگ‌های رسوبی و دگرگونی فراهم می-کند و شاخص مهمی از خاستگاه سنگ‌های رسوبی آواری و دگررسوبی است. تورمالین در سنگ‌های دگرگونی در گستره وسیعی از سنگ‌های مادر، ترکیبات سنگ کل و درجات دگرگونی وجود دارد [۱۳،۳]. این کانی می‌تواند همراه دیگر فازهای کانیایی در دماهای نزدیک به دمای سطح زمین تا دماهای دگرگونی رخساره گرانولیت و در فشارهای نزدیک به فشار سطح زمین تا فشار ۶۰ کیلوبار پایدار باشد [۱۴]. تورمالین در سنگ‌های دگرگونی درجه پایین، منطقه‌بندی شیمیایی نشان می‌دهد که به واکنش‌های کانیایی اشاره دارد که طی دگرگونی پیشرونده روی داده است [۱۳].

نخستین کار زمین‌شناسی در مجموعه دگرگونی موته-گلپایگان پژوهش تیل و همکاران [۱۵] بوده است. علاوه بر آن در این منطقه پژوهش‌های زمین‌شناسی مختلفی در زمینه‌های زمین‌ساختی [۱۶-۲۳]، سنگ‌شناسی (آذرین و دگرگونی) [۲۴-۲۸] و زمین‌شناسی اقتصادی [۲۹]، صورت گرفته است.

در این پژوهش، دو نوع تورمالین با خاستگاه آذرین (بصورت تخریبی) و دگرگونی در سنگ‌شناسی‌های مختلف در مجموعه دگرگونی گلپایگان معرفی می‌شوند و چگونگی تشکیل آنها مورد بحث قرار می‌گیرد.

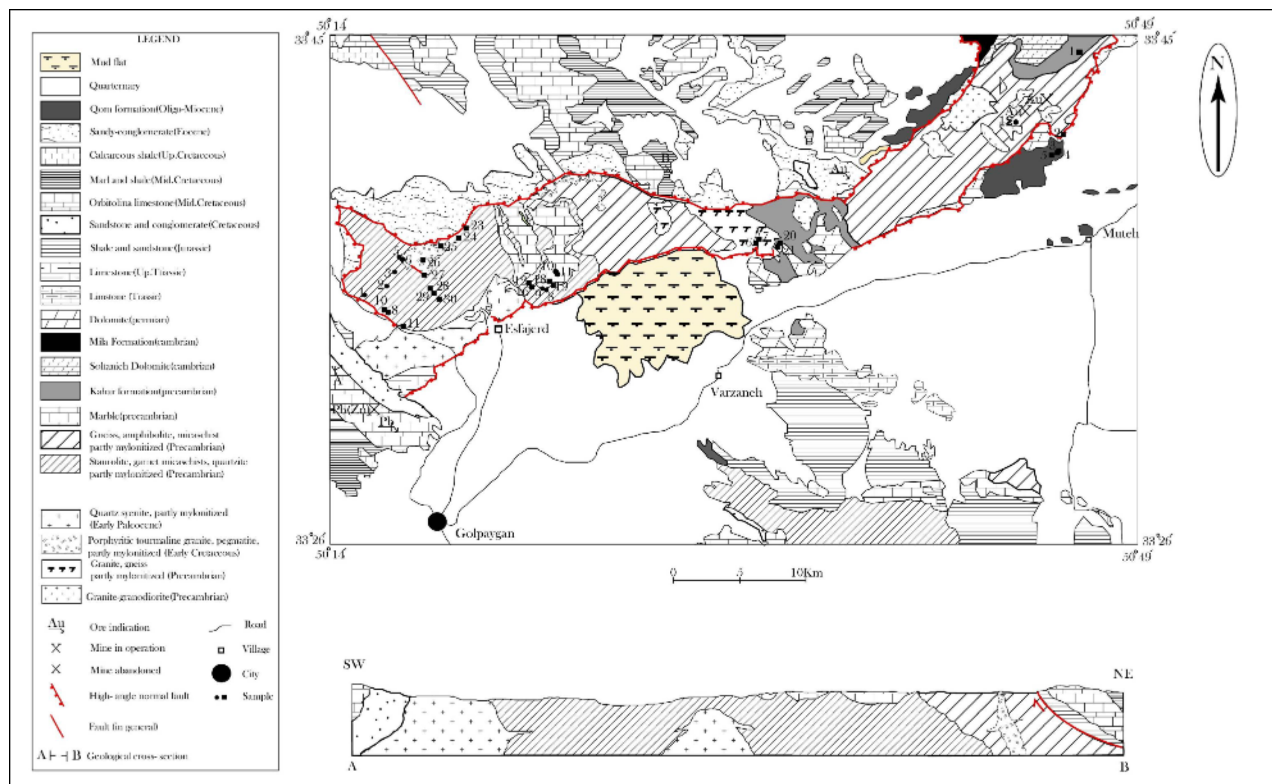
زمین‌شناسی منطقه

مجموعه دگرگونی موته-گلپایگان در شمال شرق شهرستان گلپایگان (۱۵۶ کیلومتری شمال غربی اصفهان) و بین طول-های جغرافیایی ″۲۷ ′۱۴ °۵۰ تا ″۰۶ ′۴۸ °۵۰ و عرض‌های جغرافیایی ″۰۷ ′۳۴ °۳۳ تا ″۰۰ ′۴۵ °۳۳ واقع است. این منطقه براساس تقسیم‌بندی مرجع [۳۰] در پهنه سنندج-سیرجان قرار می‌گیرد. مجموعه دگرگونی موته-گلپایگان دارای گستره‌ای به طول ۵۰ کیلومتر و عرض ۵ کیلومتر است. این مجموعه دگرگونی در بخش‌های انتهایی خود دارای روند شمال شرق- جنوب غرب است ولی در بخش مرکزی، روندی شرقی-غربی دارد.

در مجموعه موته-گلپایگان، انواع سنگ‌های دگرگونی (سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی) دیده می‌شوند که از جمله می‌توان به انواع شیست‌ها (کلریت شیست، بیوتیت شیست، گارنت شیست، استارولیت شیست، کیانیت شیست، سیلیمانیت شیست و آندالوزیت شیست)، آمفیبولیت، مرمر، کوارتزیت و گنیس اشاره کرد.

بر اساس بررسی‌های تیل و همکاران [۱۵]، قدیمی‌ترین واحدهای سنگی در این منطقه شامل سنگ‌های دگرگونی وابسته به پرکامبرین است. پس از سنگ‌های دگرگونی، واحدهای سازند کهر قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون یافته هستند. در بعضی مناطق، این سازند به مقدار کمی دگرگون شده است. واحدهای سنگی مربوط به پالئوزوئیک شامل سازندهای سلطانیه، میلا، دولومیت‌ها و آهک‌های پرمین هستند. واحدهای مزوزوئیک رخنمون یافته در منطقه مورد بررسی شامل سنگ آهک‌هایی به سن تریاس، شیل و ماسه-سنگ به سن ژوراسیک، ماسه‌سنگ، کنگلومرا، سنگ‌آهک اوربیتولین‌دار، مارن، شیل و شیل آهکی به سن کرتاسه است. سنگ‌های سنوزوئیک منطقه شامل کنگلومرا و سازند قم هستند. بخش گسترده‌ای از منطقه را رسوبات و جریان‌های گلی به سن کواترنری دربرمی‌گیرد. سنگ‌های نفوذی متعدد منطقه شامل گرانیت و گرانودیوریت به سن پرکامبرین، پگماتیت-گرانیت به سن کرتاسه پیشین و کوارتز سینیت به سن پالئوسن هستند (شکل ۱).

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.335]



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی گلپایگان (برگرفته از مراجع [۱۳، ۱۵، ۱۶، ۳۱] نمونه ها با این علائم نشان داده شده‌اند: مربع =16GLP و دایره = Gol.

نخستین برونزد سنگ‌های دگرگونی مجموعه موته-گلپایگان در بخش غربی منطقه مورد بررسی و در نزدیکی روستای چشمه‌سفید قابل مشاهده است. سنگ‌های دگرگونی در این مکان فیلیت هستند. با حرکت از جنوب غرب به سمت شمال شرق، درجه دگرگونی سنگ‌های منطقه افزایش یافته و سنگ‌های شیستی رخنمون می‌یابند. نخستین سنگ شیستی قابل مشاهده در منطقه، کلریت شیست است. با حرکت به سمت شمال شرق، به ترتیب سنگ‌های کلریت‌شیست به بیوتیت شیست، گارنت شیست، استارولیت شیست، کیانیت شیست و سیلیمانیت شیست تبدیل می‌شوند. با نزدیک شدن به توده نفوذی چشمه‌سفید، سنگ‌های آندالوزیت شیست برونزد پیدا می‌کنند.

نمونه‌هایی که برای بررسی شیمی تورمالین برداشت شده‌اند شامل یک نمونه از سنگ‌های با برگوارگی ضعیف و کوارتز فراوان است که بصورت رگه‌ها و آپوفیزهایی درون مرمرها در شمال روستای اسفاجرد برونزد دارد (نمونه Gol-10A). نمونه دیگر (نمونه Gol-8D) از شیست‌هایی با تورق کاملاً مشخص در شمال روستای اسفاجرد و از واحد استارولیت-گارنت-میکا شیست برداشته شده است (شکل ۱).

بحث و بررسی

روش کار

طی بررسی‌های صحرایی، حدود ۴۰۰ نمونه از سنگ‌های دگرگونی منطقه برداشت شد. از این میان، ۶۲ نمونه برای تهیه مقاطع میکروسکوپی و بررسی‌های سنگ‌شناسی با میکروسکوپ قطبشی انتخاب شدند. از بین این۶۲ نمونه، تعداد ۲ نمونه از شیست‌های منطقه مورد بررسی که دارای تورمالین بودند برای تجزیه شیمیایی انتخاب شده و توسط دستگاه ریزپردازشگر JEOL8800 در دانشگاه پتسدام آلمان تجزیه شدند. مقدار ولتاژ الکتریکی برای نمونه‌ها ۱۵ کیلوولت و زمان تجزیه برای هر نقطه ۴۰ ثانیه در نظرگرفته شد. از استانداردهای مختلف شامل کانی‌های طبیعی و مواد مصنوعی برای واسنجی دستگاه استفاده شد. قطر پرتو الکترونی بین ۳ تا ۵ میکرون بود. سیگنال‌های خروجی ریزپردازشگر با استفاده از نرم افزارهایی، به درصد اکسیدها تبدیل و فرمول شیمیایی کانی‌ها بر اساس تعداد مناسب اکسیژن محاسبه شد.

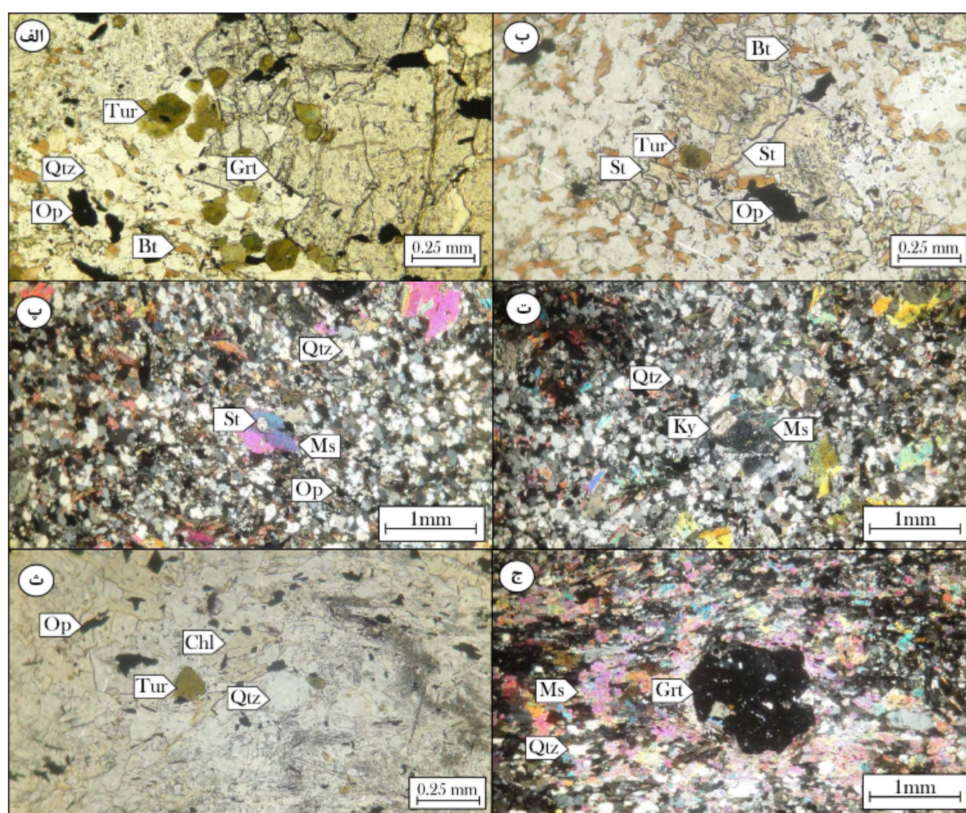
سنگ‌نگاری سنگ‌های دگرگونی تورمالین‌دار

چنان که گفته شد، مجموعه دگرگونی موته-گلپایگان بر اساس

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.335]

فراوانی کانی‌های موجود، دارای انواع سنگ‌های دگرگونی است. کانی‌های موجود در سنگ‌های رسی، نیمه‌رسی و کوارتز-فلدسپاتی شامل کوارتز، فلدسپار، مسکوویت، بیوتیت، کلریت، گارنت، استارولیت، کیانیت، سیلیمانیت و آندالوزیت با نسبت-های متفاوت هستند. در بعضی از این سنگ‌ها علاوه‌بر کانی‌های نام‌برده، کانی تورمالین نیز دیده می‌شود. نتایج سنگ‌نگاری دو نمونه از سنگ‌های دارای کانی تورمالین در ادامه آورده شده است.

نمونه Gol-10A: این نمونه دارای کانی‌های کوارتز، مسکوویت، بیوتیت، گارنت، استارولیت، کیانیت، تورمالین و کانی کدر است. گارنت‌ها پس زمین ساخت هستند. سنگ دربردارنده درصد بالایی از کانی‌های استارولیت و گارنت است. فراوانی استارولیت در سنگ مورد بررسی نشان‌دهنده درصد بالای آلومینیوم در سنگ‌مادر است. بافت‌های موجود در این سنگ شامل ورقه شکفتی، شکفته بلوری (گارنت‌های شکفته بلور) و غربالی (حضور کانی‌های استارولیت، کوارتز، مسکوویت و تورمالین درون گارنت) هستند. برگ‌وارگی سنگ مورد بررسی ناپیوسته بوده و سنگ مادر آن نیمه‌رسی است. به دلیل فراوانی بالای کوارتز در زمینه سنگ، بافت ورقه شکفتی به وضوح سنگ‌هایی با سنگ مادر رسی نیست. تورمالین‌های موجود در این نمونه، شکل‌دار تا نیمه‌شکل بوده و در زمینه سنگ یا در شکفته بلور-های گارنت قابل مشاهده هستند (شکل ۲ الف) و نشان‌دهنده این است که تورمالین‌های موجود در نمونه مورد بررسی، پیش از تشکیل شکفته بلورهای گارنت در سنگ حضور داشته و احتمالاً از سنگ مادر اولیه به ارث رسیده اند. در سنگ مورد بررسی، اندازه کانی‌های مسکوویت از بیوتیت‌های موجود بزرگتر است. حضورتورمالین در استارولیت (شکل ۲ ب)، حضور استارولیت (شکل ۲ پ) و کیانیت (شکل ۲ ت) در مسکوویت و حضور کانی‌های استارولیت، کوارتز، مسکوویت و تورمالین در شکفته بلورهای گارنت نشان‌دهنده تقدم و تأخر تبلور این کانی‌هاست. درکل می‌توان این‌گونه بیان کرد که به دلیل حضور کانی‌های استارولیت، کوارتز، مسکوویت و تورمالین در شکفته بلورهای گارنت، کانی گارنت پس از تبلور این کانی‌ها تشکیل شده است.



شکل ۲ (الف) تورمالین‌های شکل‌دار و نیمه‌شکل درون گارنت و در زمینه سنگ (نور PPL)، (ب) تورمالین درون استارولیت (نور PPL)، (پ) استارولیت درون مسکوویت (نور XPL)، (ت) کیانیت در مسکوویت (نور XPL)، (ث) تورمالین‌های نیمه‌شکل تا بی‌شکل در زمینه سنگ (نور PPL)، (ج) گارنت شکل‌دار (نور XPL) (علائم اختصاری کانی‌ها به جز Op (کانی‌های تیره) از مرجع [۳۲] گرفته شده است).

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.335]

نمونه Gol-8D: این سنگ دارای کانی‌های مسکوویت، بیوتیت، گارنت، استارولیت، سیلیمانیت، کلریت، کوارتز و کانی کدر است. گارنت‌ها شکل‌دار تا نیمه‌شکل بوده و پیش‌زمین ساخت (شکل ۲ ج) هستند. درون بعضی از این گارنت‌ها، کانی‌های استارولیت، بیوتیت و کوارتز وجود دارد که نشان‌دهنده بافت غربالی است. از دیگر بافت‌های موجود در این سنگ بافت‌های ورقه شکفتی و شکفته بلوری (شکفته بلورهای گارنت) هستند. سنگ مورد بررسی دارای برگ‌وارگی ناپیوسته بوده و سنگ مادر آن رسی است و درصد کانی‌های ورقه‌ای در این نمونه نسبت به نمونه Gol-10A بسیار بالاست. تورمالین‌ها در این نمونه نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و در زمینه سنگ قابل مشاهده هستند و بصورت میانبار در کانی‌های دیگر دیده نمی‌شود (شکل ۲ ث). فراوانی تورمالین در نمونه مورد بررسی کمتر از نمونه Gol-10A است. با توجه به روابط‌بافتی به نظر می‌رسد که تورمالین در این نمونه طی دگرگونی تشکیل شده است.

شیمی تورمالین‌ها

دو نمونه Gol-8D و Gol-10A به ترتیب از شیست‌ها و سنگ‌های نیمه‌رسی با کوارتز فراوان و دارای تورمالین منطقه مورد بررسی برای تجزیه شیمیایی انتخاب شدند. جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی را نشان می‌دهد. در نمونه‌های مورد بررسی، تورمالین به عنوان یک کانی فرعی وجود دارد. در این جدول فرمول تورمالین به ازای ۲۴٫۵ اتم اکسیژن محاسبه شده است. مجموع اکسیدهای این کانی بین ۸۶٫۱۳ تا ۸۷٫۸۱ درصد وزنی است. علت کم بودن مقادیر مجموع اکسیدهای تورمالین وجود مواد فراری مانند OH، B و F در شبکه این کانی است. بدلیل اینکه مقدار Al بیشتر از ۶ اتم در واحد فرمول (apfu) است (۶٫۵۱۹-۶٫۹۶۸) از اینرو تورمالین‌های مورد بررسی در هر دو نوع سنگ از نوع تورمالین‌های آلومینیوم‌دار هستند [۳۳].

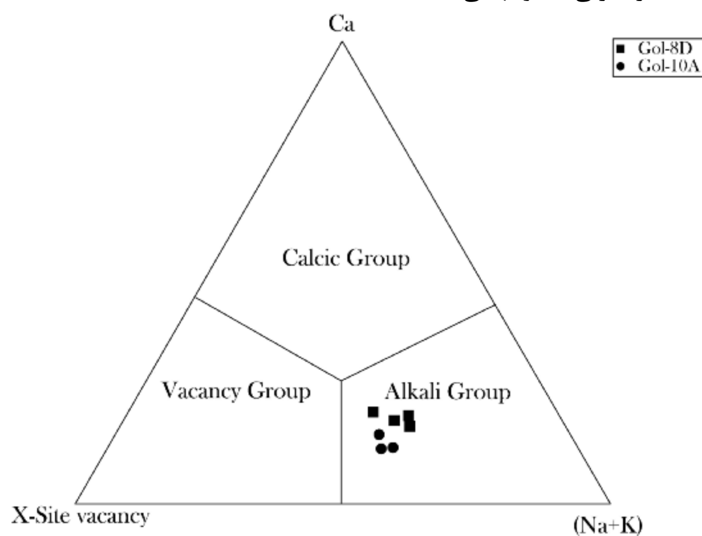
جدول ۱ نتایج تجزیه‌های ریزپردازشی تورمالین در سنگ‌های دگرگونی شمال گلپایگان (بر حسب درصد وزنی).

	Gol-10A	Gol-10A	Gol-10A	Gol-8D	Gol-8D	Gol-8D	Gol-8D
SiO_2	۳۴٫۶۱	۳۴٫۵۳	۳۴٫۸۴	۳۴٫۹۳	۳۵٫۵۹	۳۵٫۰۷	۳۵٫۰۲
TiO_2	۰٫۹۲	۱٫۰۷	۰٫۵۶	۰٫۵۹	۰٫۸۱	۰٫۷۴	۰٫۷۸
Al_2O_3	۳۵٫۵۴	۳۵٫۹۲	۳۶٫۳۷	۳۵٫۴۴	۳۴٫۲۰	۳۳٫۶۸	۳۴٫۰۸
FeO	۱۰٫۰۹	۱۰٫۳۲	۱۰٫۳۰	۸٫۸۶	۷٫۱۵	۸٫۴۸	۶٫۹۸
MnO	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۲	ND	ND	ND	ND
MgO	۳٫۵۹	۳٫۴۲	۳٫۲۸	۴٫۳۸	۶٫۱۳	۵٫۶۷	۶٫۳۴
CaO	۰٫۷۳	۰٫۹۰	۰٫۷۲	۱٫۱۷	۱٫۰۸	۰٫۹۹	۱٫۱۲
Na_2O	۱٫۶۴	۱٫۵۳	۱٫۵۹	۱٫۴۱	۱٫۵۷	۱٫۶۸	۱٫۶۳
K_2O	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۴
Cr_2O_3	۰٫۱۰	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۴۵	۰٫۲۹	۰٫۱۴	۰٫۱۴
مجموع	۸۷٫۲۷	۸۷٫۸۱	۸۷٫۷۸	۸۷٫۲۷	۸۶٫۸۵	۸۶٫۴۶	۸۶٫۱۳
فرمول بر پایه ۲۴ اکسیژن							
Si	۵٫۶۶۱	۵٫۶۲۲	۵٫۶۶۲	۵٫۶۸۵	۵٫۷۷۳	۵٫۷۵۸	۵٫۷۳۰
Ti	۰٫۱۱۴	۰٫۱۳۱	۰٫۰۶۸	۰٫۰۷۲	۰٫۰۹۹	۰٫۰۹۲	۰٫۰۹۶
Al	۶٫۸۵۵	۶٫۸۹۵	۶٫۹۶۸	۶٫۷۹۹	۶٫۵۴۰	۶٫۵۱۹	۶٫۵۷۵
Fe	۱٫۳۸۱	۱٫۴۰۵	۱٫۴۰۰	۱٫۲۰۶	۰٫۹۷۰	۱٫۱۶۵	۰٫۹۵۴
Mn	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۶	۳٫۰۰	ND	ND	ND	ND
Mg	۰٫۸۷۵	۰٫۸۳۰	۰٫۷۹۳	۱٫۰۶۳	۱٫۴۸۲	۱٫۳۸۸	۱٫۵۴۷
Ca	۰٫۱۲۹	۰٫۱۵۷	۰٫۱۲۵	۰٫۲۰۴	۰٫۱۸۸	۰٫۱۷۴	۰٫۱۹۷
Na	۰٫۵۱۹	۰٫۴۸۲	۰٫۵۰۲	۰٫۴۴۴	۰٫۴۹۵	۰٫۵۳۵	۰٫۵۱۶
K	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۸
Cr	۰٫۰۱۳	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۸	۰٫۰۵۸	۰٫۰۳۷	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۸
مجموع	۱۵٫۵۵۸	۱۵٫۵۴۱	۱۵٫۵۳۶	۱۵٫۵۴۰	۱۵٫۵۹۱	۱۵٫۶۵۲	۱۵٫۶۴۱

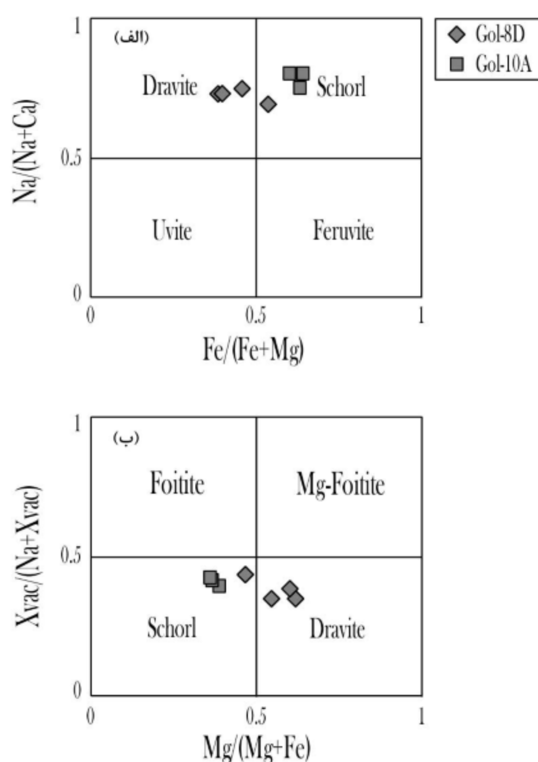
[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.335]

تورمالین‌ها بر اساس K، Na، Ca و تهیجای X به سه گروه تورمالین‌های قلیایی، تورمالین‌های کلسیمی و تورمالین‌های تهیجای جایگاه X (X-site vacancy) تقسیم شده‌اند [۹]. تورمالین‌های مورد بررسی در نمودار مثلثی مرجع [۹] همه در گستره تورمالین‌های قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۳). این مطلب نشان‌دهنده مقادیر بالای Na+K نسبت به Ca در جایگاه X است. کلسیم پائین نشان‌دهنده مقادیر جزئی عضو نهایی Ca یا یوویت $Ca(Fe,Mg)(Na,Al)_{-1}$ در تورمالین‌های مورد بررسی است.

به منظور تشخیص نوع تورمالین‌ها در شیست‌های مورد بررسی، از نمودارهای مرجع [۹، ۳۴] استفاده شده است. بر اساس این نمودارها (شکل‌های ۴ الف و ب)، تورمالین‌ها در نمونه نیمه رسی شورل و در نمونه شیستی دراویت هستند.



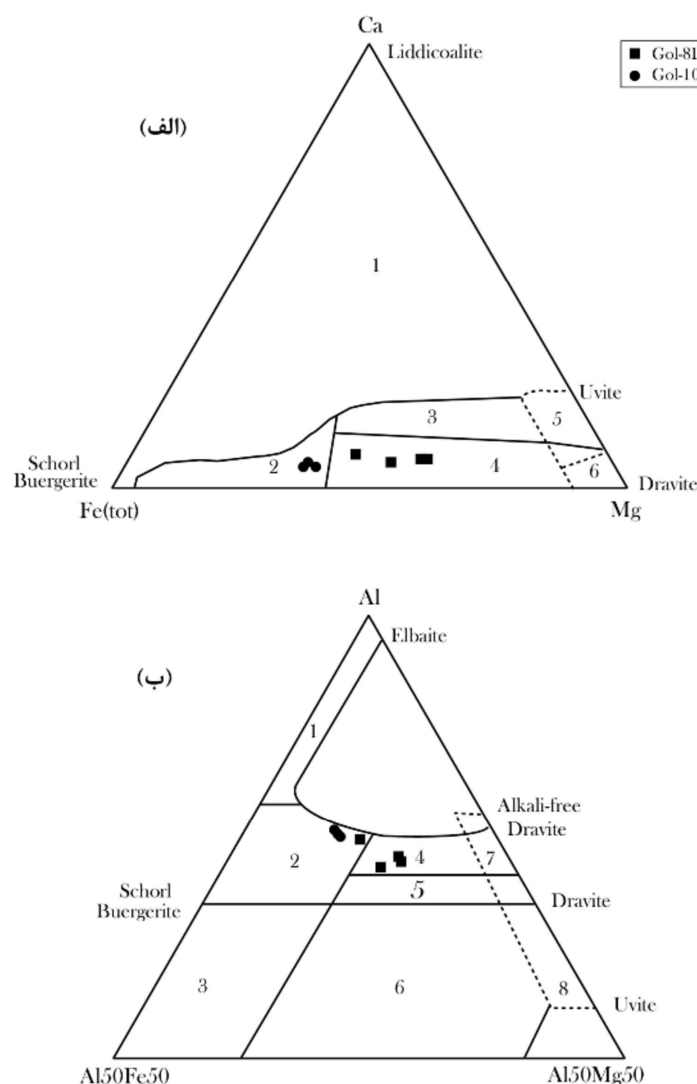
شکل ۳ رده‌بندی تورمالین‌ها بر اساس نمودار Ca-(Na+K) تهیجای جایگاه X (برگرفته از مرجع [۹]).



شکل ۴ (الف) نمودار Na/(Na+Ca) نسبت به Fe/(Fe+Mg) (برگرفته از مرجع [۳۵]) و (ب) نمودار X-vacancy/(Na+X-vacancy) نسبت به Mg/(Mg+Fe) (برگرفته از مرجع [۹]).

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.335]

نمودار Al50Fe50-Al-Al50Mg50 و Fe(tot)-Ca-Mg نشان‌دهنده شیمی تورمالین در سنگ‌های مختلف است [۳۶] (شکل‌های ۵ الف و ب). در نمودار Fe(tot)-Ca-Mg تورمالین-های نمونه Gol-10A در گستره گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم و پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته قرار گرفته و تورمالین‌های نمونه Gol-8D در گستره متاپلیت‌ها و متاسمیت‌های در تعادل با یک فاز سیال غنی از آلومینیوم واقع شده‌اند (شکل ۵ الف). در نمودار Al50Fe50-Al-Al50Mg50، همه تورمالین‌های نمونه Gol-10A و یکی از تورمالین‌های نمونه Gol-8D در گستره گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم و پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته قرار گرفته و بقیه تورمالین‌های نمونه Gol-8D در گستره متاپلیت‌ها و متاسمیت‌های در تعادل با یک فاز سیال غنی از آلومینیوم واقع شده‌اند (شکل ۵ ب). بر اساس این دو نمودار، به احتمال قوی، تورمالین‌های نمونه Gol-8D طی فرآیندهای دگرگونی تشکیل شده (به‌ویژه بر اساس شکل ۵ الف) ولی تورمالین‌های نمونه Gol-10A طی فرآیندهای آذرین شکل گرفته‌اند و وجود این تورمالین‌ها در سنگ‌های شیستی نشانگر خاستگاه تخریبی آن‌هاست.

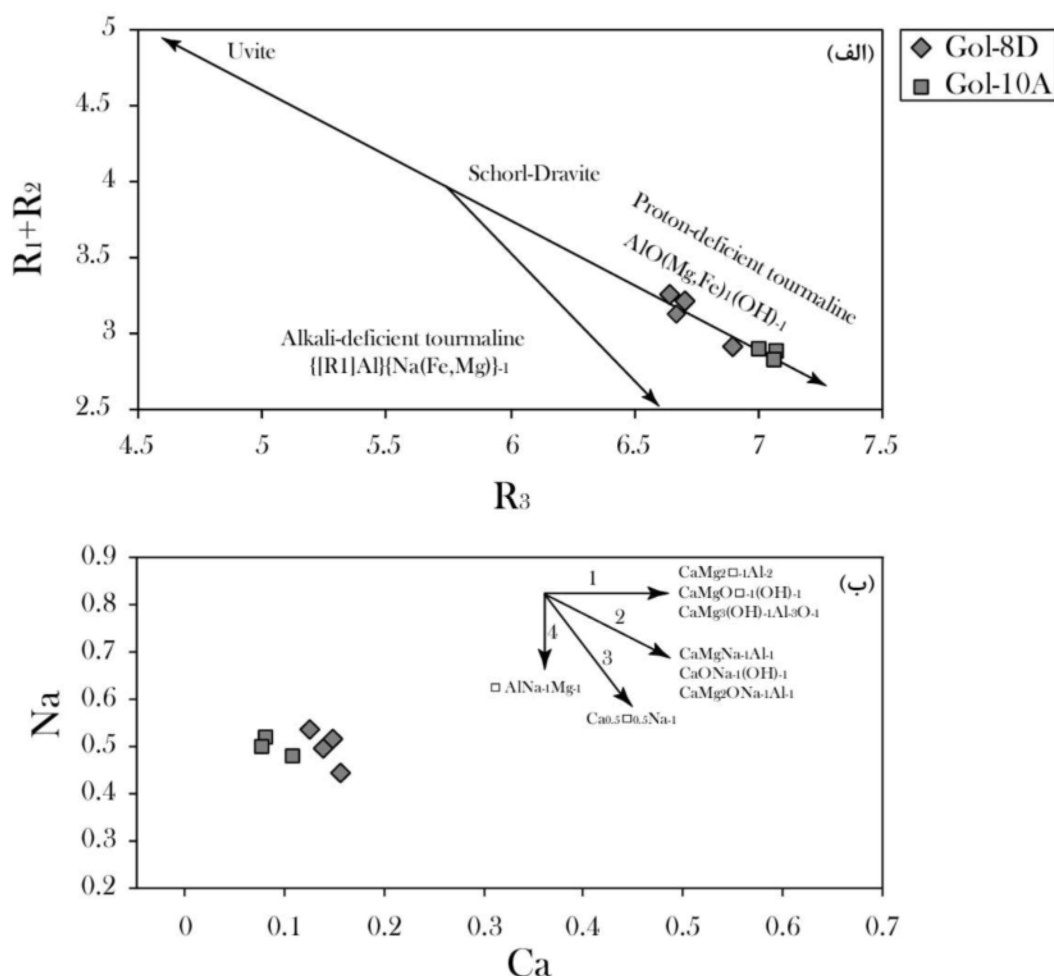


شکل ۵ شیمی تورمالین در سنگ‌های مختلف الف) و ب) ۱: گرانیتوئیدها، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های غنی از لیتیم، ۲: گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم و پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته، ۳: سنگ‌های کوارتز-تورمالین‌دار غنی از آهن، ۴: متاپلیت‌ها و متاسمیت‌های در تعادل با یک فاز سیال غنی از آلومینیوم، ۵: متاپلیت‌ها و متاسمیت‌های در تعادل با یک فاز سیال فقیر از آلومینیوم، ۶: سنگ‌های آهکی‌سیلیکاته، ۷: سنگ‌های دِگر-فرامافیک با کلسیم پائین و دگررسوب‌های غنی از وانادیم و کروم و ۸: کربناتیت‌ها و پیروکسنیت‌های دگرگون‌شده (برگرفته از مرجع [۳۵]).

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.335]

تورمالین‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی را می‌توان براساس مقادیر کلسیم آنها از هم تشخیص داد. مقدار کلسیم در تورمالین‌های دگرگونی ناحیه‌ای بسیار کم (کمتر از ۰/۴ درصد وزنی) و در تورمالین‌های دگرگونی مجاورتی ۱/۹-۰/۴ درصد وزنی است. معمولاً تمرکز Cr_2O_3 ،K_2O و MnO در این نوع تورمالین‌ها کمتر از ۰/۵ درصد وزنی است. مقدار TiO_2 در تورمالین‌های دگرگونی مجاورتی به ۱/۷ درصد وزنی می‌رسد [۳۵]. از آنجاکه مقدار Ca در تورمالین‌های مورد بررسی کمتر از ۰/۴ درصد وزنی (۰/۲۰۴- ۰/۱۲۵) و تمرکز Cr_2O_3 ،K_2O و MnO در این نوع تورمالین‌ها کمتر از ۰/۵ درصد وزنی است (۰/۴۹-۰/۱۲) و همچنین با توجه به اینکه مقدار TiO_2 کمتر از ۱/۷ درصد وزنی است، تورمالین‌های موجود در نمونه شیستی مورد بررسی درطی دگرگونی ناحیه‌ای تشکیل شده‌اند.

جانشینی عناصر در ساختار تورمالین بصورت جانشینی کاتیون‌هایی با بار یونی مشابه در یک تک‌جایگاه بلورشناسی و نیز جانشینی کاتیون‌هایی با بارهای یونی متفاوت در چندین جایگاه روی می‌دهد. شیمی بلور و بردارهای جانشینی در تورمالین توسط چندین سازوکار جانشینی پایه‌ای و اساسی کنترل می‌شود. در شورل و دراویت، جانشینی ناقص قلیایی (۱) $R^+ + R^{2+} \leftrightarrow R^{3+} + \square$ و جانشینی نوع هیدروکسیل‌زدایی (۲) $(OH)^- + R^{2+} \leftrightarrow R^{3+} + O^{2-}$ صورت می‌گیرد [۳۶]. این ها، روند تورمالین‌های آلومینیوم بالا را در نمونه‌های مورد بررسی کنترل می‌کنند. با استفاده از نمودار R1+R2 نسبت به R3 (شکل ۶ الف) دیده می‌شود که تورمالین‌های مورد بررسی در راستای بردار تورمالین با کمبود پروتون واقع شده‌اند که این امر نشان‌دهنده جانشینی آلومینیوم است [۳۷]. جانشینی آلومینیوم در جایگاه هشت‌وجهی Y موجب کمبود پروتون می‌شود.

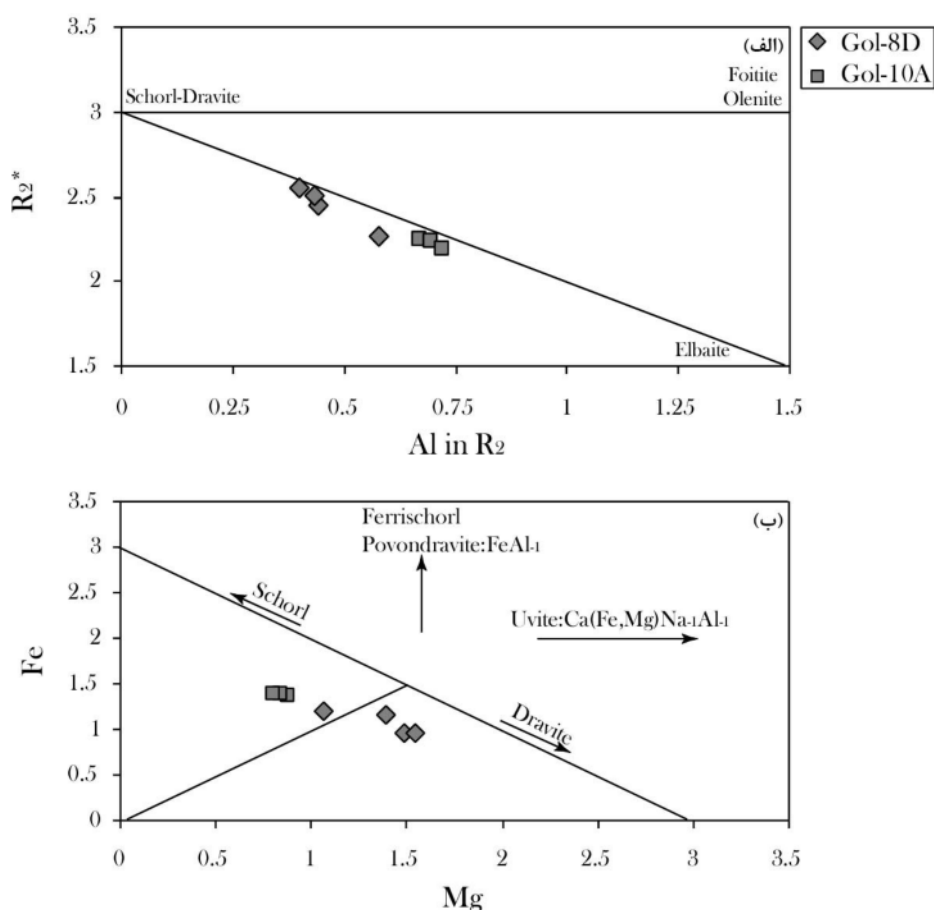


شکل ۶ (الف) جانشینی کاتیون‌ها در تورمالین‌های مورد بررسی با استفاده از نمودارهای R_1+R_2 نسبت به R_3 (R_1=Ca+Na، R_2=Fe+Mg+Mn و R_3=Al+1.33Ti) و (ب) بررسی جانشینی کاتیون با استفاده از نمودار Na نسبت به Ca (برگرفته از مرجع [۳۷]).

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.335]

در نمودار Na نسبت به Ca (شکل ۶ ب) روند تغییرات این دو متغیر در تورمالین‌های Gol-8D با بردار جانشینی $Ca_{0.5}\square_{0.5}Na_{-1}$ برابر است. علامت □ نشان‌دهنده تهیجای در این بردار جانشینی است. این بردار بیان‌کننده این مطلب است که در جایگاه X به جای دو سدیم، یک کلسیم قرار گرفته و باقیمانده جایگاه، تهیجای است. در حالیکه این روند برای تورمالین‌های Gol-10A با بردار جانشینی شماره ۲ همخوانی دارد. این بردار نشان‌دهنده جانشینی Ca و Mg به جای Na و Al و یا جانشینی Ca و O به جای Na و OH است. اگر این جانشینی‌ها در جایگاه‌های X و Z رخ دهد در اینصورت Ca جانشین Na در جایگاه X شده و Mg جانشین Al در جایگاه Z می‌شود. این درحالتی است که بردارهای جانشینی $CaMgNa_{-1}Al_{-1}$ (یا همان زوج‌جایگزینی یوویت) و یا $CaMg_2ONa_{-1}Al_{-1}$ را درنظر بگیریم. ولی اگر جانشینی‌ها در جایگاه‌های X و V یا W صورت گیرند، باید Ca جانشین Na در جایگاه X شده و O جانشین OH شود. با توجه به شکل ۶ الف که نشان‌دهنده جانشینی آلومینیوم در جایگاه Y است، امکان جانشینی Mg به جای Al در این جایگاه وجود ندارد.

نمودار *R2 نسبت به Al در R2 (شکل ۷ الف) نشان می‌دهد که جایگاه هشت‌وجهی Y کاملاً توسط Al احاطه نشده است. جانشینی البایت (جانشینی Li) این تهیجای را پر کرده است. این امر موجب جانشینی Li و Al به جای Fe و Mg در جایگاه Y شده است [۳۸]. نمودار Fe نسبت به Mg (شکل ۷ ب) افزون بر نمایش جانشینی دراویت، یوویت و Al در جایگاه Y، نشان‌دهنده ترکیب تورمالین‌هاست. بر اساس این نمودار، همه نمونه‌های مورد بررسی زیر خط شورل-دراویت (□:Fe+Mg=3) واقع شده‌اند. مقدار کمتر □ جانشینی بیشتر Al در جایگاه هشت‌وجهی Y را نشان می‌دهد [۳۸]. جانشینی بالای Al در جایگاه Y در تورمالین‌های مورد بررسی به‌سبب جانشینی‌های $AlOMg_{-1}(OH)_{-1}$ و $AlNa_{-1}Mg_{-1}$ است [۳۹].



شکل ۷ (الف) نمودار R_2^* نسبت به Al در R_2 (R_2^*=Fe+Mg+Mn و Al در R_2=Al+1.33Ti+Si-12) و (ب) نمودار Fe نسبت به Mg برای تورمالین‌های مورد بررسی (برگرفته از مرجع [۳۸]). هر دو نمودار جانشینی Al در جایگاه Y برای تورمالین‌های منطقه گلپایگان را نشان می‌دهد.

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.335]

برداشت

با توجه به مجموعه کانیایی، درجه دگرگونی شیست‌های تورمالین‌دار منطقه موته-گلپایگان در حد رخساره شیست سبز بالایی تا آمفیبولیت است. در منطقه مورد بررسی با حرکت از جنوب غرب به شمال شرق به ترتیب سنگ‌های کلریت شیست، بیوتیت شیست، گارنت شیست، استارولیت شیست، کیانیت شیست و سیلیمانیت شیست برونزد دارند. سنگ‌های کلریت شیست، بیوتیت شیست و گارنت شیست مربوط به رخساره شیست سبز بوده و سنگ‌های استارولیت شیست، کیانیت شیست و سیلیمانیت شیست مربوط به رخساره آمفیبولیت هستند. ظهور این سری سنگی با این ترتیب ویژه مناطقی است که در شیب باروین دستخوش دگرگونی ناحیه‌ای شده‌اند.

مقدار Ca در تورمالین‌های نمونه Gol-10A بین ۱۵۷ تا ۱۲۵ و در نمونه Gol-8D بین ۲۰۴ تا ۱۷۴ و کمتر از ۰٫۴ درصد وزنی بوده و تمرکز K_2O (در نمونه Gol-10A برابر با ۰٫۰۴ و در نمونه در گستره Gol-8D ۰٫۰۴-۰٫۰۱)، Cr_2O_3 (در نمونه Gol-10A در گستره ۰٫۱-۰٫۰۴ و در نمونه Gol-8D برابر ۰٫۴۵-۰٫۱۴) و MnO (در نمونه Gol-10A در گستره ۰٫۰۴-۰٫۰۱ و در نمونه Gol-8D زیر حد تشخیص) در این تورمالین‌ها کمتر از ۰٫۵ درصد وزنی است (۰٫۴۹-۰٫۱۲). همچنین مقدار TiO_2 کمتر از ۱٫۷ درصد وزنی است. تورمالین‌های موجود در سنگ غنی از کوارتز و با میکای کم (نمونه Gol-10A) به ارث رسیده از یک سنگ گرانیتوئیدی اولیه بوده و تورمالین‌های سنگ شیستی با میکای فراوان طی دگرگونی ناحیه‌ای تشکیل شده‌اند.

قدردانی

از جناب آقایان علی اکبر فرزانه و مصطفی فرزانه و سرکار خانم‌ها رقیه بیگ‌نژاد هریس، لیلا رضائی و زهره سلیمی که ما را در انجام بازدیدهای صحرایی، تهیه مقاطع میکروسکوپی و تجزیه ریزپردازشی کانی‌ها یاری رسانده‌اند، تشکر و قدردانی می‌نمائیم.

مراجع

[1] Dutrow B. L., Henry D. J., "*Tourmaline: A Geologic DVD*", *Elements*, 7, 301-306 (2011).

[2] Bosi F., Lucchesi S., "*Crystal chemical relationships in the tourmaline group: Structural constraints on chemical variability*", Am. Mineral, 92, 1054–1063 (2015).

[3] Berryman E., Wunder B., Rhede D., Schettler G., Franz G., Heinrich W., " *P–T–X controls on Ca and Na distribution between Mg–Al tourmaline and fluid*", Contrib. Mineral. Petrol., 171, (2016).

[4] Kutzschbach M., Wunder B., Rhede D., Koch-Müller M., Ertl A., Giester G., Heinrich H., Franz G., "*Special Collection: Advances in Ultrahigh-Pressure Metamorphism: Tetrahedral boron in natural and synthetic HP/UHP tourmaline: Evidence from Raman spectroscopy, EMPA, and single-crystal XRD*", Am. Mineral, 101, 93-104 (2016).

[5] Wunder B., Berryman E., Plessen B., Rhede D., Koch- Muller M., Heinrich W., "*Synthetic and natural ammonium-bearing tourmaline*", Am. Mineral., 100(1), 250-256 (2015).

[6] Bačik P., Meres S., Uher P., "*Vanadium-bearing tourmaline in metacherts from Chvojnica, Slovak Republic: Crystal chemistry and multistage evolution*", Canad. Mineral., 49, 195-206 (2011).

[7] Henry D.J., Dutrow B.L. Selvestone J., "*Compositional asymmetry in replacement tourmaline: an example from the Tauern Window, Eastern Alps*", Geol. Material. Res, 4, 1-18 (2002).

[8] Ugiyama K. S., Rima H. A., Onno H. K., Awamata T. K., "*Distribution of Mn in pink elbaitic tourmaline from Mogok, Myanmar*", J. Mineral. Petrol. Sci, 111, 1-8 (2016).

[9] Hawthorne F.C., Henry D.J., "*Classification of the minerals of the tourmaline group*", Eur. J. Mineral., 11, 201-215 (1999).

[10] Berryman E., Wunder B., Ertl A., Koch-Muller M., Rhede D., Scheidl K., Giester G., Heinrich W., "*Influence of the X-site composition on tourmaline's crystal structure: investigation of synthetic K-dravite, dravite, oxy-uvite, and magnesio-foitite using SREF and Raman spectroscopy*", Physic. Chem. Mineral., DOI: 10.1007/s00269-015-0776-3 (2015).

[11] Van Hinsberg V. J., Henry D. J., Marschall H. R., "*Tourmaline: An ideal indicator of its host environment*", Canad. Mineral., 49, 1-16 (2011).

[12] Hazarika P., Mishra B., Pruseth K. L., "*Diverse Tourmaline Compositions from Orogenic*

[23] Nadimi A., Samari H., Rajabi A., Tabatabai J., "*Study of the effect of the Shazand fault on Golpayegan active tectonic*". Geology and Environment Quarterly (in Persian), 2, 21-30 (2007).

[24] Rachidnejad-Omran N., "*Petrology and geochemistry meta volcano-sedimentary and plutonic rocks of Muteh area with special respect to genesis of gold mineralization, South Delijan, SSW of Tehran, Iran*", thesis, university of Trabiat Modarres, 420p (2002).

[25] Hassanzadeh J., Stockli D.F., Horton B.K., Axen G.J., Stockli L.D., Grove M., Schmitt A.K., Walker J.D., *"U–Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement".* Tectonophysics, 451 (1-4), 71-96 (2008).

[26] Ebrahimi M., "*Geological and petrological study of the igneous rocks from North of Golpayegan and Margh-Cheshmeh Sefid area*". M.Sc. Thesis, Science Faculty, Tehran University, 235p (1991).

[27] Sharifi M., "*Geology and petrology of the metamorphic and igneous rocks from NE Golpayegan*". M.Sc. Thesis, Isfahan University, 257p (1997).

[28] Sharifi M., Noghreian M., Nourbehesht A., "*Study of the primary and secondary textures in the north of Golpayegan granitoid Masses with revision of the age of their implacement based on field and fossil relations*". Journal of Science, Tarbiat Moallem University, 7 Volume, 3 and 4, 767-783, (2006).

[29] Moritz, R., Ghazban, F., Singer, B., "*Eocene gold ore formation atMuteh, Sanandaj–Sirjan tectonic zone, western Iran: a result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros Orogen*". Economic Geology 101, 1497–1524 (2006).

[30] Stöcklin J., "*Structural history and tectonics of Iran: a review*", The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52 (7), 1229-1258 (1968).

[31] Sheikholeslami M.R., Zamani Pedram M., Hosseini H., "*Geological map of Iran, 1:100,000 Gold Deposits in the Hutti-Maski Greenstone Belt, India: Implications for Sources of ore forming Fluids*", Econom. Geol., 110, 337-353 (2015).

[13] Henry D. J., Dutrow B. L., "*Evolution of tourmaline in metapelitic rocks: diagenesis to melting*", *Geol. Soc. Am. Abstr. Progr.*, 22:A125 (1990).

[14] Dutrow B., Foster C.T. Jr., Henry D. J., "*Tourmaline rich pseudomorphs in sillimanite zone metapelites: Demarcation of an infiltration front*", Am. Mineral., 84, 794–805 (1999).

[15] Thiele O., Alavi-Naini M., Assefi, R., Houshmandzadeh A., Seyed- Emami K., Zahedi M., "*Explanatory text of the Golpaygan Quadrangle E7. 1:250000*", Geological Survey of Iran, Tehran, Iran, 24 pp (1968).

[16] Moosavi E., Mohajjel M., Rashidnejad-Omran N., "*Systematic changes in orientation of linear mylonitic fabrics: An example of strain partitioning during transpressional deformation in north Golpaygan, Sanandaj–Sirjan zone, Iran*", Journal of Asian Earth Sciences, 94, 55–67 (2014).

[17] Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., "*Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation*". International Journal of Earth Science. 94, 401-419 (2005).

[18] Tillman, J.E., Poosti, A., Rossello, S., Eckert, A., "*Structural evolution of Sanandaj-Sirjan ranges near Esfahan, Iran*". American Association of Petroleum Geology Bulletin. 65, 674-687 (1981).

[19] Ahmadi Dazaki, Gh. "*Polyphase deformation in the north of Golpayegan area*". M.Sc. Thesis, Tarbiat Modarres University, 132p. (1999)

[20] Saba, A. "*Structural analysis of the syn-deformation intrusive masses in north of Varzaneh (NE Golpayegan)* ". M.Sc. Thesis, Tarbiat Modarres University, 101p. (1999)

[21] Sadigh, M. "*Structural analysis of the metamorphic rocks in the Muteh area*". M.Sc. Thesis. Basic Science faculty, Tarbiat Modarres University, 93p. (1999).

[22] Moosavi, A., Mohajjel, M. "*Structure of the shear zone and interference patterns of the folds in north of Esfajerd, Sanandaj-Sirjan zone*". Journal of Earth Science (in Persian), 91, 130-199, (2014).

[36] Dutrow B., Foster C.T., "*Constraints on metamorphic fluid from irreversible thermodynamic modeling of tourmaline pseudomorph formation*", Geol. Soc. Am. Abst. Prog., 24, A218 (1992).

[37] Manning D. A. C., "*Chemical and morphological Variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of Peninsular Thailand*", Min. Mag., 45, 139-147 (1982).

[38] London D., Manning D. A. C., "*Chemical variation and significance of tourmaline from southwest England*", Economical Geology, 90, 495-519 (1995).

[39] Harraz H.Z., El-Sharkaway M.F., "*Origin of tourmaline in the metamorphosed Sikait pelitic belt, South eastern desert, Egypt*", Journal of African Earth Science., 33, 391-416 (2001).

series, Sheet No. 6057, Mahallat", Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (2008).

[32] Kretz R., *"Symbols for rock forming minerals",* Am. Mineral., 68, 277-279 (1983).

[33] London D., Morgan G.B., Wolf M. B., "*Boron in granitic rocks and their contact aureoles*", In Mineral. Soc. Am. Rev. Mineral., 33, 299-330 (1996).

[34] Trumbull R.B., Chaussidon M., "*Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite-pegmatite system in Swaziland*", Chem. Geol., 153, 125-137 (1999).

[35] Henry D. J., Guidotti C.V., "*Tourmaline as petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW-Maine*", Am. Mineral., 70, 1-15 (1985).

[DOI: 10.29252/ijcm.27.2.335]